

DOI 10.30898/1684-1719.2020.4.8

УДК 537.877+532.5.013

## ОПИСАНИЕ УКЛОНОВ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ПРИЛОЖЕНИЯХ, СВЯЗАННЫХ С ОТРАЖЕНИЕМ РАДИОВОЛН

А. С. Запевалов<sup>1,2</sup>, А. С. Князьков<sup>1</sup>, И. П. Шумейко<sup>2</sup><sup>1</sup> Морской гидрофизический институт РАН, 299011, Севастополь, ул. Капитанская, 2<sup>2</sup> Севастопольский государственный университет, 299053, Севастополь, ул.  
Университетская, 33

Статья получена 30 марта 2020 г.

**Аннотация.** Анализируются зависимости дисперсии уклонов морской поверхности от диапазона длин создающих их поверхностных волн. Анализ включает две составляющие: численное моделирование и сопоставление полученных с его помощью результатов с данными дистанционного зондирования в радиодиапазоне, а также с данными *in situ* измерений. При численном моделировании используются широкополосные модели спектров поверхностных волн, описывающие волновое поле на масштабах от длинных доминантных волн до короткой ряби. Для сопоставления использованы данные радиометрических и радиолокационных измерений, а также измерений лазерным уклономером, струнными волнографами и волнографическими буйами. Показано, что полученный характер зависимости дисперсии уклонов от диапазона длин волн в целом соответствует данным измерений. Существенное различие имеет место на длинах волн короче 0.01 м.

**Ключевые слова:** дистанционное зондирование, морские волны, радиоволны, уклоны морской поверхности, ветер, статистические моменты второго порядка.

**Abstract.** The paper analyzes variations of sea surface slope dispersion with different-length surface waves that create the slopes. The analysis includes numerical modeling and comparison of results obtained using it with remote sensing data in the radio range as well as with *in situ* measurements. In numerical modeling, broadband models of surface wave spectra are used, which describe the wave field from long dominant waves to short ripples. To compare results we used data of radiometric and

radar measurements as well as data of measurements performed using a laser inclinometer, string waveographs, and waveographic buoys. It is shown that the obtained type of slope dispersion variation with the wavelength range in general corresponds to the measurement data. A significant difference is noted at wavelengths not exceeding 0.01 m.

**Key words:** remote sensing, sea waves, radio waves, sea surface slopes, wind, statistical moments of the second order.

## Введение

Одной из центральных проблем описания поля радиоволн, отраженных от границы раздела океан-атмосфера, является отсутствие достаточного объема данных об изменчивости уклонов морской поверхности [1, 2]. Во многом это связано с технической сложностью проведения прямых измерений в условиях открытого моря [3, 4]. Короткие волны, которые дают значительный вклад в дисперсию уклонов, распространяются по поверхности более длинных волн. Спектр поверхностных волн является круто спадающей функцией волновых чисел, с уменьшением длины волны ее амплитуда быстро уменьшается [5, 6].

Для оценки распределения дисперсии уклонов по пространственным масштабам создающих их волн в работе [7] использовались спектральные модели, описывающие спектр возвышений морской поверхности на масштабах от гравитационно-капиллярных до доминантных гравитационных волн. Спектральные модели в пространстве волновых чисел, как правило, строятся на основе кинетического уравнения, их параметры подгоняются под данные лабораторных экспериментов [8-11]. Предполагается, что общая дисперсия уклонов, рассчитанная по этим моделям, должна соответствовать дисперсии, определенной путем дистанционного зондирования в оптическом диапазоне. Как правило, используются оценки дисперсии уклонов, рассчитанные по аэрофотоснимкам морской поверхности [12].

В работе [13] для определения доли дисперсии уклонов, создаваемой волнами разной длины, использовались данные дистанционного зондирования (радиолокационные, радиометрические и оптические измерения), а также

данные измерений *in situ* (измерения лазерными уклономерами, струнными датчиками, волнографическими буями). Построены аналитические зависимости, описывающие зависимость дисперсии уклонов от диапазона длин создающих их волн.

Целью настоящей работы является сравнительный анализ результатов модельных расчетов дисперсии уклонов морской поверхности и оценок дисперсии уклонов, полученных по данным прямых и косвенных измерений.

## 1. Дисперсия уклонов морской поверхности

Существует большое число работ, посвящённых моделированию спектров возвышений морской поверхности (см. например [5, 6, 14] и библиографию к ним). Можно выделить два диапазона: достаточно хорошо изученный диапазон гравитационных волн на масштабах до 1-5 м (или 0.56-1.25 Гц), и более коротковолновый диапазон, информации об изменчивости спектральных характеристик в этом диапазоне сейчас явно недостаточно для моделирования рассеяния морской поверхностью радиоволн СВЧ диапазона.

Как правило, при анализе и интерпретации данных радиозондирования морской поверхности необходимо знать дисперсию уклонов, создаваемых волнами в диапазоне от самых длинных до волн некоторой критической длины

$\lambda_0$

$$\sigma^2(k) = \int_{k_1}^{k_0} X(k) dk, \quad (1)$$

где  $k$  – волновое число, связанное с длиной волны  $\lambda$  соотношением  $k = 2\pi/\lambda$ ;  $k_1$  – волновое число, соответствующее длине доминантных волн;  $k_0$  – волновое число, соответствующее волне длиной  $\lambda_0$ ;  $X(k)$  – спектр уклонов.

Критическая длина  $\lambda_0$  определяется условиями рассеяния радиоволн морской поверхностью. При углах зондирования, когда в формировании отраженного сигнала преобладает механизм зеркального отражения, основной вклад в отраженный сигнал дают поверхностные волны, удовлетворяющие условию

$$\lambda_0 \gg \Lambda, \quad (2)$$

где  $\Lambda$  – длина зондирующей радиоволны. Присутствие на морской поверхности более коротких волн приводит к диффузному рассеянию [15, 16]. В ситуации, когда доминирующим является резонансный механизм рассеяния, волны, удовлетворяющие условию (2), искривляют поверхность, по которой распространяются резонансные компоненты волнового поля. Таким образом, в обеих ситуациях для расчета отраженного поля необходимо знать дисперсию уклонов, созданных волнами заданного условиями зондирования диапазона. Следует подчеркнуть, что условие “много больше” в выражении (2) строго не определено [17], что необходимо учитывать при интерпретации результатов радиозондирования морской поверхности.

## 2. Спектральная модель поля поверхностных волн

В настоящей работе будем использовать одномерную модель широкополосного спектра поверхностных волн, предложенную в работе [18]. Как и большинство подобных моделей, она включает две составляющие,

$$\Psi(k) = \Psi_1(k) + \Psi_2(k). \quad (3)$$

Первая составляющая  $\Psi_1(k)$  построена на основе данных натуральных измерений. Она описывает спектр на масштабах от доминантных волн до нижней границы диапазона коротких гравитационных волн

$$\Psi_1(k) = \Psi_P(k) \left( \frac{1}{1 + (k/k_0)^2} \right), \quad (4)$$

где  $\Psi_P(k) = \tilde{a}_p k^{-4}$  – спектр Филлипса в равновесном интервале [19];

$\left(1 + (k/k_0)^2\right)^{-1}$  – построенный в работе [8] низкочастотный фильтр ( $k_0 = 100$  рад/м – верхняя граница диапазона волновых чисел для гравитационных волн).

Нижняя граница диапазона, в котором моделируется спектр  $\Psi_1(k)$ , определяется из условия

$$k_1 = g / (1.2U)^2, \quad (5)$$

Здесь параметр  $k_1$  соответствует масштабу спектрального пика.

Вторая составляющая  $\Psi_2(k)$  описывает спектр в диапазоне гравитационно-капиллярных волн

$$\Psi_2(k) = a_{L1} k^{-4} \left( \frac{u_* - u_{0*}}{C} \right) \left[ 1 - \exp\left( -\frac{C^2}{a_{L2} W_{10}^2} \right) \right] \exp\left[ -a_{L3} k^{2.5} (u_* - u_{0*})^{-0.75} \right], \quad (6)$$

где  $a_{L1} = 1/320$ ,  $a_{L2} = 0.0002$  и  $a_{L3} = 0.0011$  (см/рад)<sup>2.5</sup>(см/с)<sup>0.75</sup> – постоянные;  $u_*$  – скорость трения;  $u_{0*} = 5$  см/с – пороговая величина скорости трения;  $C$  – фазовая скорость. Входящие в выражение для спектра  $\Psi_2(k)$  параметры имеют следующие значения:  $a_{L1} = 1/320$ ,  $a_{L2} = 0.0002$ ,  $a_{L3} = 0.0011$  (см/рад)<sup>2.5</sup>(см/с)<sup>0.75</sup>. Связь скорости ветра и скорости трения задана с помощью коэффициента сопротивления в форме

$$C_d = 10^{-3} (2.717U^{-1} + 0.142 + 0.0761U), \quad (7)$$

где  $U$  – скорость ветра на высоте 10 м.

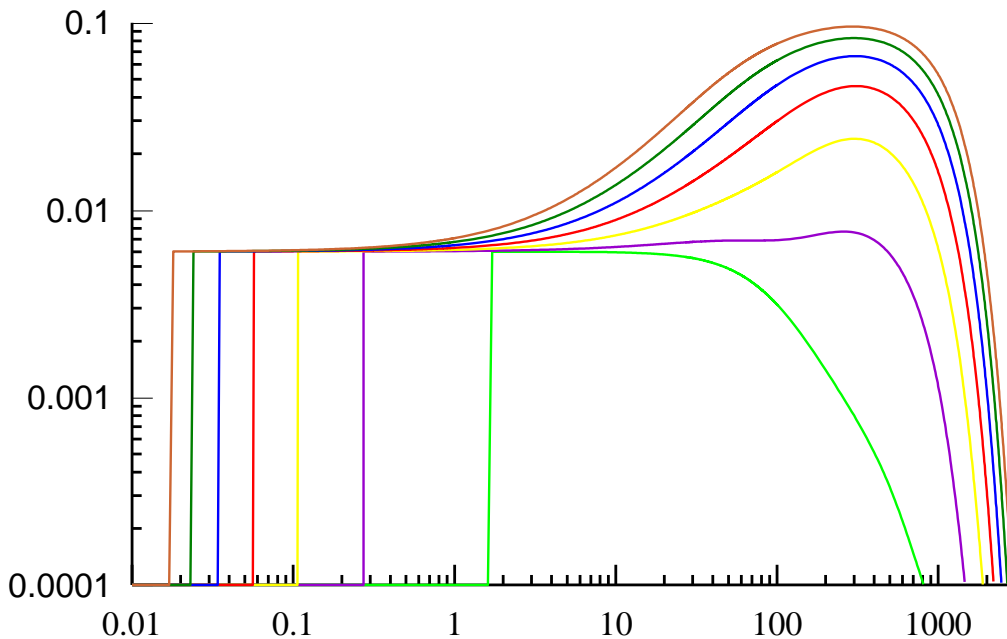


Рис. 1. Модельные спектры кривизны морской поверхности  $Cr(k)$ . Кривые 1-7 соответствуют скорости ветра от 2 м/с до 20 м/с с шагом 3 м/с

При анализе круто спадающих спектров морских волн широко используются спектры кривизны. Кривизна является второй пространственной производной возвышений морской поверхности. Одномерные спектры кривизны  $Cr(k) = k^4 \Psi(k)$ , которые рассчитаны по модели (3)-(7), представлены

на рис. 1.

### 3. Относительный вклад в дисперсию уклонов волн разных диапазонов

Чтобы оценить вклад волн разных масштабов в дисперсию уклонов, введем интегральный параметр

$$\chi(k) = \frac{\int_{k_0}^k X(k) dk}{\int_{k_0}^{\infty} X(k) dk}. \quad (8)$$

В поле морских поверхностных волн минимальная длина волны ограничена процессами вязкой диссипации. Максимальное значение волнового числа  $K_{dis} \approx 6283$  рад/м [8].

Из предложенной в работе [9] спектральной модели  $\Psi(k)$  следует, что значения параметра  $\chi$  меняются с изменением скорости ветра. Характер этих изменений показан на рис. 2, где приведены зависимости  $\chi = \chi(\lambda_0)$  для разных скоростей ветра. Значительные изменения зависимостей  $\chi = \chi(\lambda_0)$  имеют место, когда скорость ветра  $U \leq 8$  м/с. При скоростях ветра  $U > 8$  м/с форма этих зависимостей приближается к универсальной, в этом случае наиболее значительные изменения значений параметра  $\chi$  происходят при изменении длины волны  $\lambda_0$  от 0.01 м до 0.1 м.

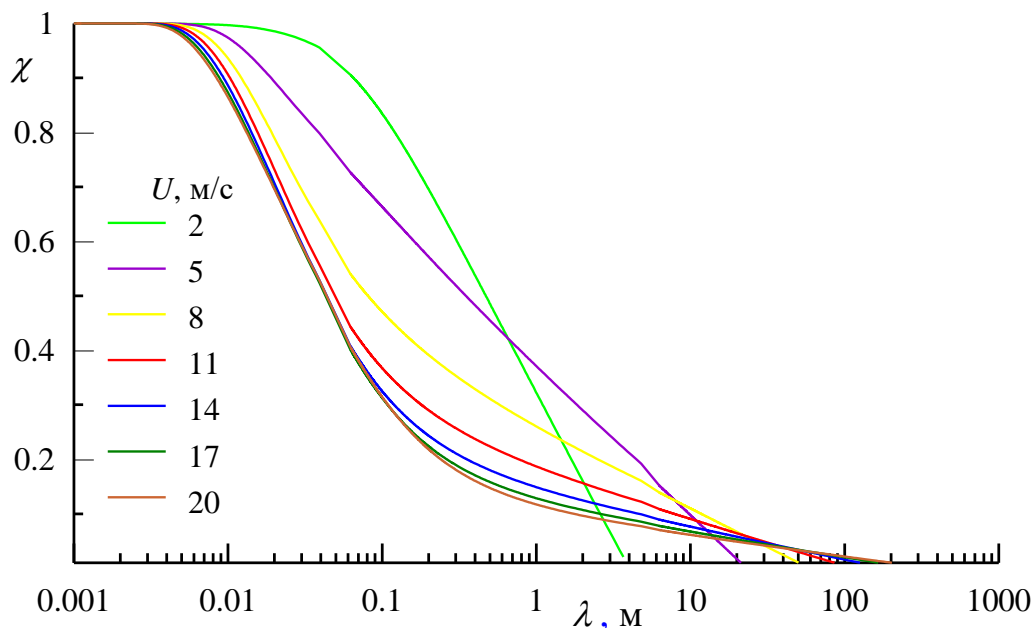


Рис. 2. Зависимости  $\chi = \chi(\lambda_0)$ .

#### 4. Сравнение с данными натуральных измерений

Сравним модельные оценки параметра  $\chi_M$  с зависимостями этого параметра  $\chi_E$  от  $\lambda_0$ , полученными на основе измерений [13]. Параметр  $\chi_E$  определен как

$$\chi_E = \sigma_E^2(\lambda_0) / \sigma_{E-All}^2 \quad (9)$$

где  $\sigma_{E-All}^2$  – дисперсия уклонов, созданных волнами всех масштабов. Здесь и далее нижний индекс  $M$  соответствует модельным оценкам, индекс  $E$  – экспериментальным. Поскольку условие (1) выполняется для всех электромагнитных волн оптического диапазона, в качестве параметра  $\sigma_{E-All}^2$  принята оценка дисперсии уклонов, полученная на основе регистрации солнечного света, отраженного морской поверхностью [12]

$$\sigma_{E-All}^2 = 0.003 + 0.00508U. \quad (10)$$

Полученные разными способами в разных диапазонах длин волн эмпирические зависимости дисперсии уклонов от скорости ветра, в том числе и зависимость  $\sigma_{E-All}^2 = \sigma_{E-All}^2(U)$ , аппроксимируется линейными регрессионными уравнениями в форме  $\sigma^2 = a + bU$  [2, 12, 13]. Если скорость ветра выше 7-8 м/с, первым слагаемым в уравнениях линейных регрессий можно пренебречь и параметр  $\chi_E$  оказывается независящим от скорости ветра.

При определении дисперсии уклонов по данным дистанционного зондирования и по данным измерений *in situ* всегда существует некоторая неопределенность в определении граничного значения длины  $\lambda_0$ . Поэтому каждому параметру  $\chi_E$  на рис. 3 поставлены в соответствие два значения  $\lambda_0$ , соответствующие максимальному и минимальному значениям  $\lambda_0$ .

Приведенные на рис. 3 оценки параметра  $\chi_E$  получены в работе [13]. Оценки 1-3 параметра  $\chi_E$  получены на основе данных радиометрических измерений на трех длинах волн [17]; оценки 4 – по данным радиолокационных измерений [20]; оценки 5 и 6 – по данным измерений лазерным уклономером

[21, 22] соответственно; оценки 7 – по данным измерений струнными волнографами [23]; оценки 8 – по данным измерений волнографическим бумом [24].

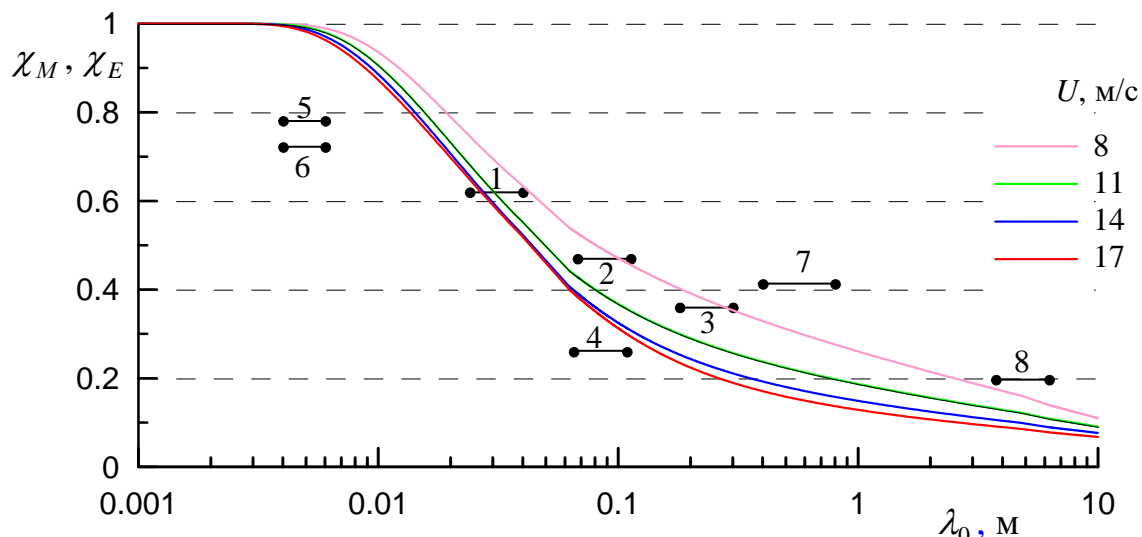


Рис. 3. Зависимости параметров  $\chi_M$  и  $\chi_E$  от длины волны  $\lambda_0$ .

Следует отметить, что спектры возвышений и уклонов поверхностных волн зависят не только от скорости ветра, но и от стадии развития волнового поля [6, 25]. Наиболее заметно этот эффект проявляется на масштабах доминантных волн [26] – с уменьшением длины волны он ослабевает. Чем меньше длина волны, тем меньше время релаксации, однако изменения спектров волн при фиксированной скорости ветра на разных стадиях развития должны проявляться и в коротковолновой области. К сожалению, доступные нам данные пока не позволяют оценить этот эффект в том диапазоне длин волн, в котором здесь проводится анализ зависимости  $\chi_E = \chi_E(\lambda_0)$ .

Наряду с экспериментальными оценками, на рис. 3 также представлены результаты модельных расчетов. Параметр  $\chi_M$  рассчитывался для скоростей ветра  $U \geq 8$  м/с, что соответствует скоростям ветра, для которых определены оценки  $\chi_E$ . Хотя в целом наблюдается соответствие между теоретическими и определенными в экспериментах значениями параметра  $\chi$ , существует существенное различие на длинах волн короче 0.01 м.



## Заключение

Уклоны морской поверхности являются одной из основных ее характеристик, определяющих взаимодействие радиоволн с границей океан-атмосфера. Характер этого взаимодействия определяется соотношением между длинами зондирующей и поверхностной волн.

В работе проведен анализ зависимости дисперсии уклонов морской поверхности от диапазона длин создающих их поверхностных волн. Анализ включал численное моделирование дисперсии уклонов на основе аналитической спектральной модели, описывающей волновое поле в диапазоне от доминантных волн до самых коротких, присутствующих на поверхности волн. Результаты моделирования сравнивались с данными пассивного и активного зондирования в радиодиапазоне, а также с данными *in situ* измерений, полученными с помощью разных типов аппаратуры (лазерный уклономер, струнный волнограф, волнографический буй).

Показано, что полученные по модельным расчетам зависимости  $\chi_M = \chi_M(\lambda_0)$  при скоростях ветра выше 8 м/с, слабо зависят от скорости ветра. Наиболее значительные изменения значений параметра  $\chi_M$  происходят при изменении длины волны от 0.01 м до 0.1 м.

Качественно характер результатов численного моделирования зависимости  $\chi_M = \chi_M(\lambda_0)$  соответствует экспериментально полученной зависимости  $\chi_E = \chi_E(\lambda_0)$ . Существенные различия наблюдаются на длинах волн короче 0.01 м, где модельные оценки параметра  $\chi_M$  завышены по сравнению с экспериментальными.

Работа выполнена в рамках государственных заданий по темам № 0827-2018-0003 и № 0827-2019-0001.

## Литература

1. Zapevalov A.S. Statistical characteristics of the moduli of slopes of the sea surface // Physical Oceanography. 2002. Vol. 12. No 1. P. 24-31.

2. Пустовойтенко В.В., Лебедев Н.Е. Сравнение статистических моментов уклонов морской поверхности, полученных по данным оптических сканеров и лазерных уклономеров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 1. С. 102-109.
3. Libard S.C., Krimmet E.J., Thebaut L.R. Evans, D.D., Shemdin, O.H. Optical image and laser slope meter intercomparisons on high-frequency waves // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 4996-5002.
4. Tang S., Shemdin O.H. Measurement of high frequency waves using a wave follower // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 9832-9840.
5. Hasselmann D.E., Dunckel M., Ewing J.A. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973 // J. Physical Oceanogr. 1980. Vol. 10, No. 8. P. 1264-1280.
6. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // Philos. Trans. Roy. Soc. 1985. A315. P. 509-562.
7. Князьков А.С. Моделирование морской поверхности при квазизеркальном отражении радиоволн // В сборнике: Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. М: ООО «Принт-Про», 2019, С. 86-88.
8. Apel J.R. An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter // J. Geophys. Res. 1994. Vol.99. No C8.P. 16269-16291.
9. Liu Y., Su M.-Y., Yan X.-H., Liu W.T. The mean-square slope of ocean surface waves and its effects on radar backscatter // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. 2000. Vol. 17. P. 1092-1105.
10. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D. A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P.15781-15786.
11. Cheng Y., Liu Y., Xu Q. A new wind-wave spectrum model for deep water // Indian Journal of Marine Sciences. 2006. Vol. 35(3). P. 181-194.

12. Cox C., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Optical. Soc. America. 1954. Vol. 44. No 11. P. 838-850.
13. Запевалов А.С. Распределение дисперсии уклонов морской поверхности по пространственным диапазонам, создающих их волн // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 211-219.
14. Hasselmann D.E., Dunckel M., Ewing J.A. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973 // J. Physical Oceanogr. 1980. Vol. 10.No 8. P. 1264-1280.
15. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука. 1972. 424 с.
16. Wu S.T., Fung A.K. A noncoherent model for microwave emissions and backscattering from sea surface // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. No. 30. P. 5917-5929.
17. Данилычев М.В., Николаев А.Н., Кутуза Б.Г. Использование метода Кирхгофа для практических расчетов в микроволновой радиометрии взволнованной морской поверхности // Радиотехника и электроника. 2009. Т. 54. № 8. С. 915-925.
18. Liu Y., Su M.-Y., Yan X.-H., Liu W.T. The mean-square slope of ocean surface waves and its effects on radar backscatter // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. 2000. Vol. 17. P. 1092-1105.
19. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 319 с.
20. Chen P., Yin Q., Huang P. Effect of non-Gaussian properties of the sea surface on the low-incidence radar backscatter and its inversion in terms of wave spectra by an ocean wave // Chinese Journal of Oceanology and Limnology. 2015. Vol. 33. No. 5. P. 1142-1156.

21. Hughes B.A., Grant H.L., Chappell R.W.A. A fast response surface-wave slope meter and measured wind-wave components // Deep-Sea Res. 1977. Vol. 24. No.12. P. 1211-1223.
22. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Бабий М.В. Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. 1992. Т.32. вып. 3. С. 452-459.
23. Калинин С. А., Лейкин И. А. Измерение уклонов ветровых волн в Каспийском море // Изв. АН СССР, Сер. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 11. С. 1210-1217.
24. Longuet-Higgins M.S., Cartwright D.E., Smith N.D. Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of the floating buoy // Pro. Conf. Ocean Wave Spectra. Englewood Cliffs. N. Y.: Prentice Hall, 1963. P. 111-132.
25. Danilytchev M.V., Kutuza, B. G., Nikolaev A.G. The Application of Sea Wave Slope Distribution Empirical Dependences in Estimation of Interaction Between Microwave Radiation and Rough Sea Surface // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2009. Vol. 47. No. 2. P. 652–661.
26. Запевалов А.С. Влияние длинных ветровых волн на отражение электромагнитного излучения морской поверхностью // Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2019. № 6. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/jun19/8/text.pdf>. DOI: [10.30898/1684-1719.2019.6.8](https://doi.org/10.30898/1684-1719.2019.6.8)

**Для цитирования:**

Запевалов А.С. Князьков А.С., Шумейко И.П. Описание уклонов морской поверхности в приложениях, связанных с отражением радиоволн. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2020. № 4. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/apr20/8/text.pdf>. DOI 10.30898/1684-1719.2020.4.8